

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МУСКОВИТОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ И ХРУСТАЛЕНОСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

© 2015 г. В. Н. Огородников, В. В. Бабенко, Ю. А. Поленов, А. Н. Савичев

Уральский государственный горный университет,
г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30
E-mail: igg.gl@m.ursmu.ru

Поступила в редакцию 02.03.2015 г.

Принята к печати 10.04.2015 г.

Слюды мусковит-фенгитового ряда являются одними из важнейших породообразующих минералов метаморфических и метасоматических пород различных рудных и нерудных месторождений. Температура и давление заметно влияют на их состав, определяя содержание в них фенгитовой и парагонитовой молекул. В настоящее время уже выяснены многие важные закономерности изменения состава мусковит-фенгитов в самых разных парагенезисах метаморфических пород под влиянием температуры и давления. Возрастание Al^{IV} при повышении температуры является сейчас общим правилом для большинства силикатов метаморфических пород. Давление имеет обратное влияние: фенгитовость увеличивается, а глиноземистость падает. Высокобарические парагенезисы располагаются в поле фенгита и феррифенгита. Показана возможность по химическому составу мусковитов и рентгеноструктурным данным определять температуру и давление образования метасоматитов.

Ключевые слова: *мусковиты, ферримусковиты, фенгиты, пегматиты, метасоматиты, кварцевые жилы.*

Минералы группы слюд широко распространены в природе. Они встречаются во всех генетических типах пород – метаморфических, магматических, осадочных, пегматитах и метасоматических образованиях. Важное геолого-минералогическое значение слюд определяется не только тем, что они являются полезными ископаемыми и широко распространенными породообразующими минералами, но и способностью легко приспосабливаться к разнообразным физико-химическим и термодинамическим условиям, фиксируя в особенностях своих структур изменения геологических обстановок при формировании месторождений различного генезиса. Установление взаимосвязей между условиями образования и кристаллохимическими особенностями этих минералов имеет большое генетическое и практическое значение.

Слюды мусковит-фенгитового ряда являются одними из важнейших породообразующих минералов метаморфических и метасоматических пород на различных рудных и нерудных месторождениях. Температура и давление заметно влияют на их состав, определяя содержание в них фенгитовой и парагонитовой молекул.

Стандартная формула мусковита – $KAl_2(Si_3Al)_4O_{10}(OH)_2$ – сравнительно точно отражает состав лишь наиболее высокотемпературных разновидностей. В мусковитах широко проявлены различные типы изоморфизма, особенно: $K^+ \leftrightarrow Na^+$, $(Mg, Fe)^{2+} \leftrightarrow Al^{VI}$, $Fe^{3+} \leftrightarrow Al^{VI}$, $Si^{IV} \leftrightarrow Al^{IV}$. Мускови-

ты, обогащенные **Mg, Fe, Si, называются фенгитами**; понижение температуры благоприятствует их устойчивости, и в связи с этим значительная часть мелкошешуйчатых низкотемпературных серицитов имеет фенгитовый состав. Выделяется еще три конечных члена (минала):

ферримусковит (изоморфизм $Al^{VI} \leftrightarrow Fe^{3+}$) – $KFe_{0.5}Al_{1.5}(Si_3Al)_4O_{10}(OH)_2$,

фенгит (изоморфизм $AlAl^{3+} \leftrightarrow Mg^{2+}Si^{4+}$) – $K(Mg, Fe)_{0.5}Al_{1.5}(Si_{3.5}Al_{0.5})_4O_{10}(OH)_2$,

феррифенгит –

$K(Mg, Fe)_{0.5}Fe_{0.5}Al(Si_{3.5}Al_{0.5})_4O_{10}(OH)_2$

В настоящее время уже выяснены многие важные закономерности изменения состава мусковит-фенгитов в самых разных парагенезисах метаморфических пород под влиянием температуры и давления. С возрастанием степени метаморфизма увеличивается замещение кремнезема алюминием в тетраэдральном слое, в то же самое время в октаэдральном слое уменьшается содержание железомagneзиальных компонентов (рис. 1). Таким образом, при возрастании степени метаморфизма в метаморфических породах слюда становится чище и имеет тенденцию приближения к составу теоретического мусковита (Кориковский, 1973; Огородников, 1993; Cipriani et al., 1971; и др.). **Тенденция к принятию более низких координационных чисел с возрастанием температуры хорошо известна в полиморфных системах, например в полиморфных модификациях Al_2SiO_5 .** Возрастание Al^{IV} при повышении тем-

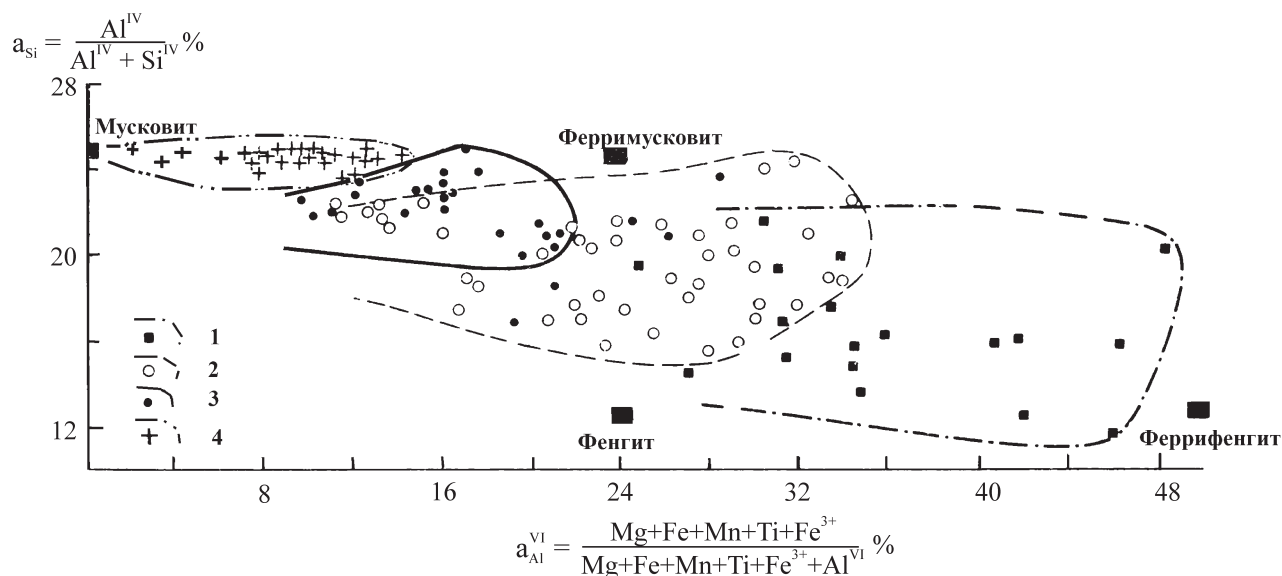


Рис. 1. Степень изоморфизма алюминия в четверной и шестерной координации в составе мусковит-фенгитов в зависимости от степени метаморфизма вмещающих пород (Кориковский, 1973).

1 – парагенезисы мусковита-фенгита с глаукофаном, эгирином и рибекитом; 2 – метapelиты хлоритовой и биотитовой зон (хлоритовидная субфация зеленосланцевой фации); 3 – метapelиты гранатовой и ставролитовой зон (эпидот-амфиболитовая фация); 4 – метapelиты кyanитовой и силлиманитовой зон (амфиболитовая фация). Черные прямоугольники характеризуют теоретические составы мусковита, ферримусковита, фенгита и феррифенгита.

Fig. 1. The degree of isomorphism of aluminum in fourfold and sixfold coordination in the content of muscovite-phengite depending on the degree of metamorphism of the country rocks (Кориковский, 1973).

1 – parageneses of muscovite-phengite with glaucophane, aegirine and riebeckite; 2 – metapelites of chlorite and biotite zones (chloritoid subfacies of greenschist facies); 3 – metapelites of garnet and staurolite zones (epidote-amphibolite facies); 4 – metapelite of kyanite and sillimanite zones (amphibolite facies). Black boxes indicate the chemical composition of muscovite, phengite, ferrimuscovite and ferriphengite.

пературы признается сейчас для большинства силикатов метаморфических пород и подтверждено для плагиоклазов, амфиболов, биотитов, пироксенов.

Давление имеет обратное влияние: фенгитовость увеличивается, а глиноземистость падает. Высокобарические парагенезисы располагаются в поле фенгита и феррифенгита (см. рис. 1).

Влияние температуры на содержание Na_2O в мусковитах в различных парагенезисах с натрийсодержащими минералами (парагонит, альбит) изучено экспериментально и на природных мусковитах низких и высоких ступеней метаморфизма (Котов и др., 1969; Болтыров, Огородников, 1974; Огородников, 1993; Yoder, Eugster, 1955; Cipriani et al., 1971). Возможность определения температур по данным изучения составов мусковитов, находящихся в равновесии с раствором определенного состава, показана А.А. Поповым (1975) и успешно используется в палеотермометрах (Котов и др., 1969; Болтыров, Огородников, 1974; Огородников, 1993; Yoder, Eugster, 1955).

На гидротермальных месторождениях золота и горного хрусталя широко распространены метасоматиты березит-лиственитовой, кварц-серицитовой и аргиллизитовой формаций. Их формационная

принадлежность определяется геологической позицией (связью со структурно-вещественными комплексами определенных геодинамических режимов) и физико-химическими условиями развития средне-низкотемпературного гидротермального процесса (Котов и др., 1969; Болтыров, Огородников, 1974; Огородников, 1993; Cipriani et al., 1971).

Слюды стадии кислотного выщелачивания в метасоматитах березит-лиственитовой формации Урала представлены мусковитом и фукситом (рис. 2), причем мусковиты из лиственитов, образованных по основным и ультраосновным породам, представлены ферримусковитом, тогда как мусковиты из березитов по гранитоидам имеют состав, приближающийся к нормальным мусковитам. По рентгеноструктурным данным, мусковиты представлены полиморфом $2M_1$.

Мусковиты рудной (щелочной) стадии образуются при более низких P - T параметрах. Это приводит к тому, что в них развивается мусковит (серицит) $1M$, $1Md$ или иллиты. Так, на Воронцовском золоторудном месторождении широко проявились процессы аргиллизации, которые сопровождаются низкотемпературным оруденением, содержащим реальгар и аурипигмент. Мусковит (серицит) име-

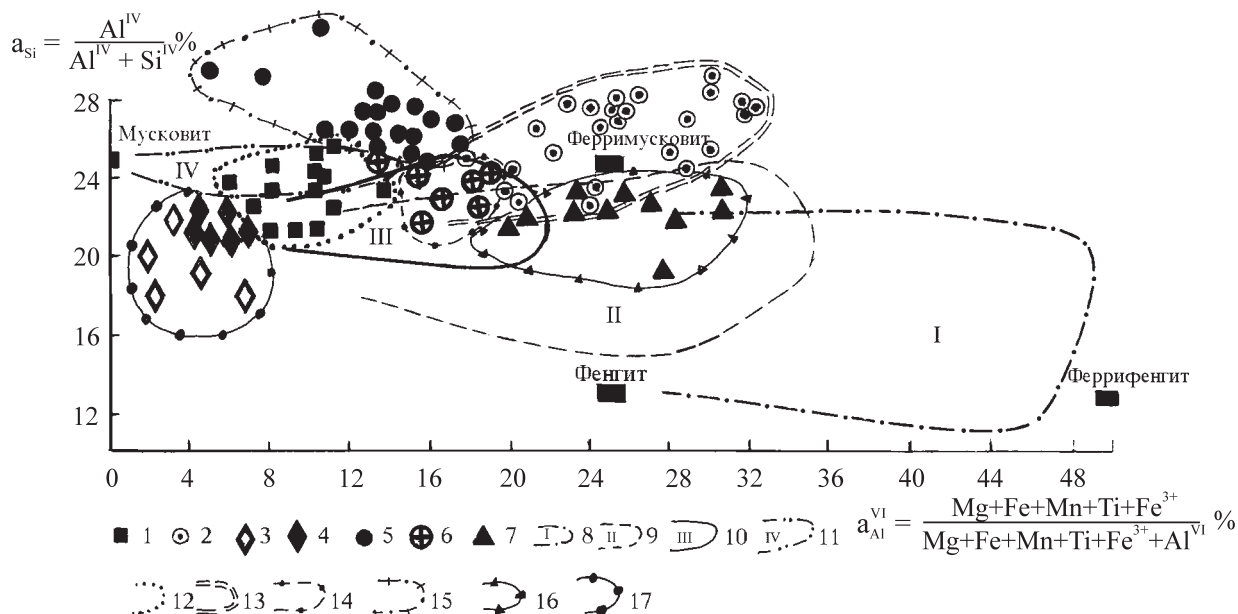


Рис. 2. Степень изоморфизма алюминия в четверной и шестерной координации в составе мусковит-фенгитов метасоматитов на золоторудных, хрусталеносных и месторождениях мусковитовых пегматитов на Урале.

1–4 – мусковиты золоторудных месторождений из: 1 – березитов, 2 – лиственитов, 3 – рудных тел Воронцовского месторождения, 4 – рудных тел рудопоявлений Приполярного Урала; 5, 6 – мусковиты хрусталеносных месторождений из: 5 – оторочек кварцевых жил, 6 – хрусталеносных полостей; 7 – мусковиты из мусковитовых пегматитов (Огородников, 1993); 8–11 – поля мусковитов метаморфических пород из парагенезисов (Кориковский, 1973): 8 – с глаукофаном, 9 – зеленосланцевой фации (изограда биотита), 10 – эпидот-амфиболитовой фации (изограда граната, ставролита), 11 – амфиболитовой фации (изограда силлиманита); 12 – поле березитов; 13 – поле лиственитов; 14 – поле хрусталеносных полостей; 15 – поле околожилных метасоматитов; 16 – поле мусковитовых пегматитов; 17 – поле золоторудных тел. Черные прямоугольники характеризуют теоретические составы мусковита, ферримусковита, фенгита и феррифенгита.

Fig. 2. The degree of isomorphism of aluminum in fourfold and sixfold coordination in the content of muscovite-phengite metasomatites in gold-ore, crystal-bearing and muscovite pegmatites deposits of the Urals:

1–4 – muscovites of gold deposits from: 1 – beresites, 2 – listvenites, 3 – ore bodies of Vorontsovsky deposit, 4 – ore bodies of ore occurrences in Pre-Polar Urals (Огородников, 1993); 5–6 – muscovites of crystal-bearing fields from: 5 – rims of quartz veins, 6 – crystal-bearing cavities (6); 7 – muscovites from muscovite pegmatites; 8–11 – muscovite fields from metamorphic rocks from parageneses (Кориковский, 1973): 8 – with glaucophane, 9 – of greenschist facies (biotite isograd) 10 – of epidote-amphibolite facies (garnet isograd, staurolite), 11 – of amphibolite facies (sillimanite isograd); 12 – beresites field; 13 – listvenites field; 14 – field of crystal-bearing cavities; 15 – field of near vein metasomatic rocks; 16 – field of muscovite pegmatites; 17 – field of gold ore bodies. Black rectangles indicate the chemical composition of ferrimuskovite, phengite, and ferriferphengites.

ет структуру 1М и минимальное количество фенгитовой составляющей (см. рис. 2). Сходную картину образуют синрудные мусковиты с золоторудных проявлений Приполярного Урала.

В зальбандах кварцевых жил на хрусталеносных месторождениях Урала (стадия кислотного выщелачивания) обычно развиваются двуминеральные парагенезисы, состоящие из алюмосиликатов: силлиманит-кварцевых, андалузит-мусковит-кварцевых, мусковит-кварцевых, мусковит-хлорит-кварцевых метасоматитов (Болтыров, Огородников, 1974; Огородников, 1993). Направленность метасоматических преобразований и минеральные парагенезисы свидетельствуют о высокой кислотности гидротермальных растворов, которые выщелачивают все компоненты из вмещающих пород. Более инертным компонентом является алюминий, поэтому оторочки кварцевых жил сложены алюмоси-

ликатами. Мусковит алюмокремниевых метасоматитов, сопровождающих образование хрусталеносных кварцевых жил, образуется в большом интервале температур, поэтому представлен как крупночешуйчатыми разностями, достигающими 1–3 мм, так и мелкочешуйчатыми, не превышающими 0.1–0.5 мм. Цвет мусковита обычно серебристый, но у низкотемпературных разновидностей появляется зеленоватая окраска, что некоторые исследователи связывают с повышением щелочности среды при минералообразовании. Мусковит обычно имеет структуру типа 2М.

Мусковиты из хрусталеносных полостей (поздняя щелочная стадия) образуют околосредовые оторочки, нередко совместно с альбитом, имеют размеры 0.1–5 мм, иногда до 2 см, с хорошими кристаллографическими очертаниями, серебристого цвета, по химическому составу сходны с мускови-

тами лиственитов (см. рис. 2), но, в отличие от последних, имеют политип 1М.

Мусковиты из мусковитовых пегматитов образуют поле между ферримусковитами и фенгитами (см. рис. 2), что обусловлено высокими давлениями флюидов при формировании пегматитов (Шмакин, 1976; Гинзбург и др., 1979; Огородников, 1993; Cipriani et al., 1971; и др.)

Формирование кварцево-жильных, золоторудных и хрусталеносных месторождений сопровождается алюмокремниевыми метасоматитами, которые занимают значительно большие объемы пород, чем сами кварцево-жильные тела. В связи с этим они приобретают особое значение для поисков и прогноза скрытого оруденения. Мусковиты из метасоматических зон имеют несколько генераций, макро- и микроскопически они часто не различаются, но различаются по химическому составу, который обусловлен отличиями термодинамической обстановки при их образовании и разной кислотностью-щелочностью воздействующих растворов (см. рис. 2). Трудность выделения мономинеральных фракций, большие денежные и временные затраты при определении их химического состава не позволяют применить этот способ поисково-разведочным партиям в широких масштабах. Но хорошая коррелятивная зависимость параметров кристаллической решетки минералов от их химического состава, в частности мусковита, возможность применения экспрессного рентгеноструктурного анализа и минимальное количество материала для пробы, причем не обязательно очень чистого, делает рентгеноструктурный анализ незаменимым при расшифровке генетической природы минералов алюмокремниевых метасоматитов хрусталеносных и золоторудных месторождений.

Известно, что на физические свойства мусковитов существенное влияние оказывает их химический состав, который изменяется в зависимости от условий образования. Была изучена зависимость параметров кристаллической решетки мусковитов от их химического состава (Огородников, 1993; Cipriani et al., 1971). Рядом исследователей (Михеев, 1954; Соколова, 1966; и др.) было показано, что величина параметра $d_{060}(b_0)$ мусковитов зависит от содержания Fe, Mg, Ca, Li. Это позволило вывести кривые зависимости параметра b_0 от суммы $Fe + Mg + Ca + Li$ в формульных единицах (рис. 3).

При содержаниях, которые отмечаются для этих элементов в мусковитах, существенное влияние на параметр b_0 оказывают в основном Fe, Mg, влияние Ca и Li сказывается лишь при высоких содержаниях этих элементов, что встречается в природе довольно редко. Кривые построены с учетом структурного типа мусковитов 2М и 1М. Необходимо отметить, что ранее при установлении указанной выше зависимости не учитывался структурный тип

мусковитов. Так, Н.В. Котовым с соавторами (1969) для мусковитов структурного типа 2М была приведена кривая Максвелла (Maxwell, Hower, 1967), полученная только для мусковитов структурного типа 1М, 1Мd (иллиты). На рис. 3б видно, что кривая для мусковитов типа 1М почти параллельна кривой мусковитов типа 2М и показывает, что мусковиты типа 1М постоянно имеют меньший параметр b_0 при одной и той же железистости по сравнению с мусковитом типа 2М (Болтыров, Огородников, 1974; Огородников, 1993). Мусковиты структурного типа 3Т, представленные обычно литиевыми разностями, укладываются в кривую 2М.

Экспериментальное исследование влияния давления на параметры кристаллической решетки мусковита показало, что оно существенно влияет только на параметр b_0 . Увеличение давления до 10 кбар уменьшает параметр b_0 на 0.050–0.070 Å ($d_{060} = 0.008–0.012$ Å) по гиперболической кривой, а при дальнейшем увеличении давления параметр b_0 практически не изменяется. Сопоставление экспериментальных данных с данными изучения мусковитов (Кориковский, 1973; Болтыров, Огородников, 1974; Огородников, 1993), образованных при давлении 2–10 кбар (фенгитов), позволило выделить поле мусковитов, образованных при повышенных давлениях, и провести изобарические кривые 2, 4, 6, 8 и 10 кбар (см. рис. 3а).

Параметр $c_0 \sin \beta$ (d_{0010}) в маложелезистых слюдах зависит преимущественно от содержания парагонитовой молекулы, которое, в свою очередь, определяется температурой образования (Болтыров, Огородников, 1974; Огородников, 1993; Yoder, Eugster, 1955; Jiyama, 1964). На параметр $c_0 \sin \beta$ (d_{0010}) оказывают влияние и другие компоненты. Так, присутствие Ca, Fe, Mg, Li понижают $c_0 \sin \beta$ (d_{0010}), а повышение содержания Ar и Rb, наоборот, увеличивает его (Михеев, 1954; Соколова, 1966; Котов и др., 1969; Болтыров, Огородников, 1974; Огородников, 1993). По литературным данным и материалам авторов (Болтыров, Огородников, 1974; Огородников, 1993) была построена кривая зависимости $c_0 \sin \beta$ (d_{0010}) от содержания парагонитовой молекулы (рис. 4).

Для построения кривой использовались анализы мусковитов, в которых $f = Fe + Mg + Ca + Li$ не превышает 0.25 ф.е. Так как содержание парагонитовой составляющей зависит от температуры образования мусковитов, то проводимую кривую можно рассматривать как кривую зависимости $c_0 \sin \beta$ (d_{0010}) от температуры. Анализы мусковитов с содержанием $f > 0.30$ ф.е. образуют поле ниже кривой зависимости d_{0010} от парагонитовой составляющей (см. рис. 4).

Полученные зависимости параметров кристаллической решетки мусковитов от химического состава дают возможность использовать их в качестве геотермобарометра (рис. 5).

Рис. 5а представляет собой сводку параметров кристаллической решетки светлых слюд из гео-

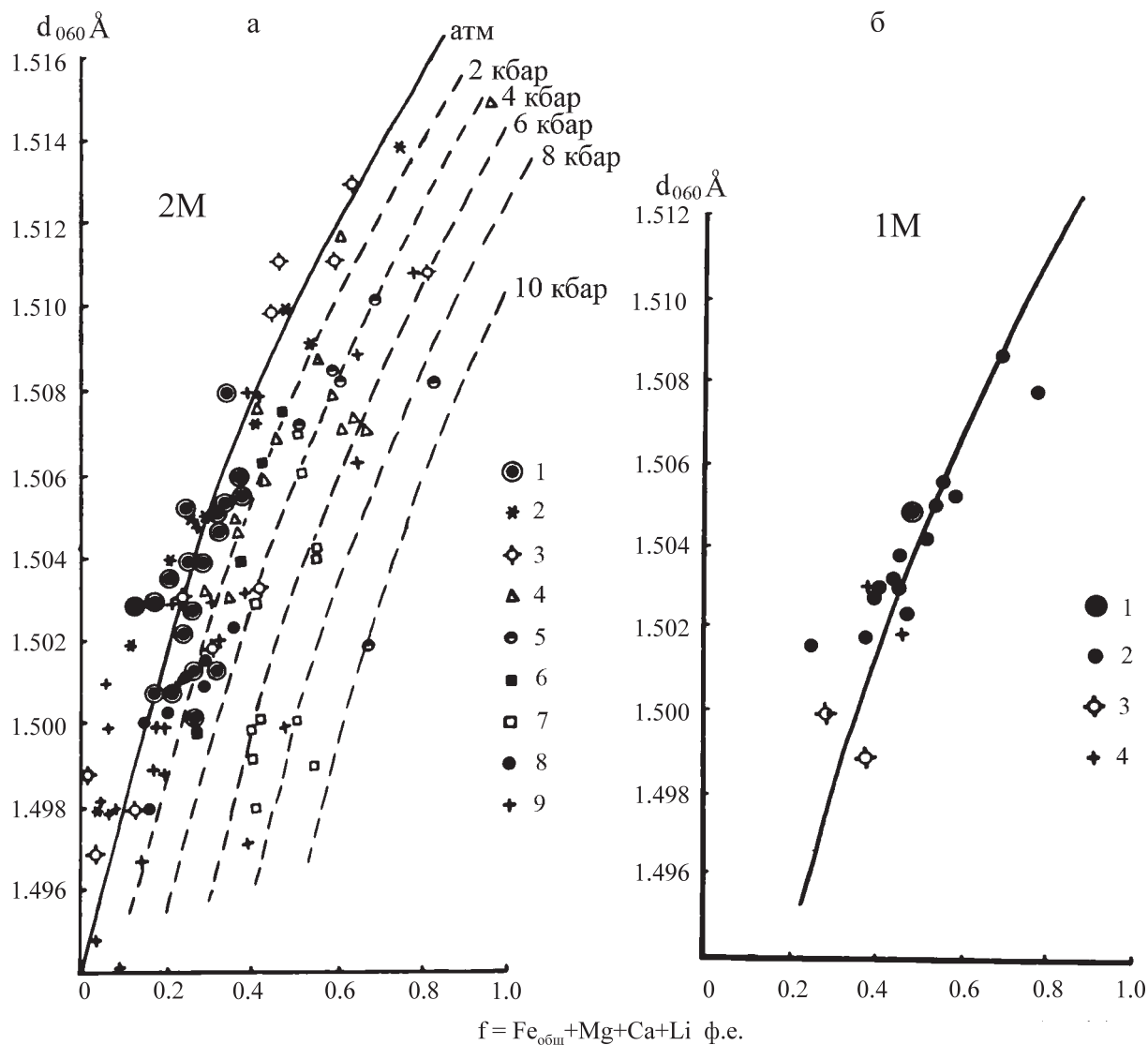


Рис. 3. Зависимость параметра d_{060} от $f = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Li}$ в мусковитах структурного типа 2М (а) и 1М (б) (Болтыров, Огородников, 1974; Огородников, 1993).

а – анализы мусковитов: 1 – В.Н. Огородников (1993); 2 – Н.Е. Залашкова, Л.В. Сырицо (Огородников, 1993); 3 – Е.П. Соколова (1966); 4 – Velde (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 5 – Ernst (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 6 – McNamara (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 7 – Makanjola, Howie (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 8 – (Котов и др., 1969); 9 – единичные анализы ряда авторов; б – анализы мусковитов: 1 – В.Н. Огородников (1993); 2 – (Maxwell, Hower, 1967); 3 – Е.П. Соколова (1966); 4 – В.И. Михеев (1954).

Fig. 3. The dependence of d_{060} parameter on $f = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Li}$ in muscovites of structural type 2M(a) and 1M (б).

а – analysis of muscovites: 1 – V.N. Ogorodnikov (Огородников, 1993); 2 – N.E. Zalashkova, L.V. Syritso (Огородников, 1993); 3 – E.P. Sokolova (Соколова, 1966); 4 – Velde (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 5 – Ernst (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 6 – McNamara (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 7 – Makanjola, Howie (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 8 – R.I. Milkevich, N.V. Kotov (Котов и др., 1969); 9 – single analysis of several authors; б – analysis of muscovites: 1 – V.N. Ogorodnikov (Огородников, 1993); 2 – (Maxwell, Hower, 1967); 3 – E.P. Sokolova (Соколова, 1966); 4 – V.I. Mikheyev (Михеев, 1954).

логических образований, сформировавшихся при различных P - T параметрах. На основании оригинальных данных (Омельяненко, 1978; Огородников, 1993; и др.) выявлено изменение указанных параметров этих слюд в зависимости от изменения температуры (см. рис. 5б) и давления (см. рис. 5в).

Из анализа рис. 5 следует, что снижение температуры (от 400°C) и (или) давления (от 1.8 кбар) обуславливает смену серицита 2М (мусковитового типа) серицитом 1М, а затем последнего – гидрослюдой. На формационном уровне это проявляется таким образом. При $T = 400$ – 250°C и $P = 1.8$ – 0.6 (0.5) кбар об-

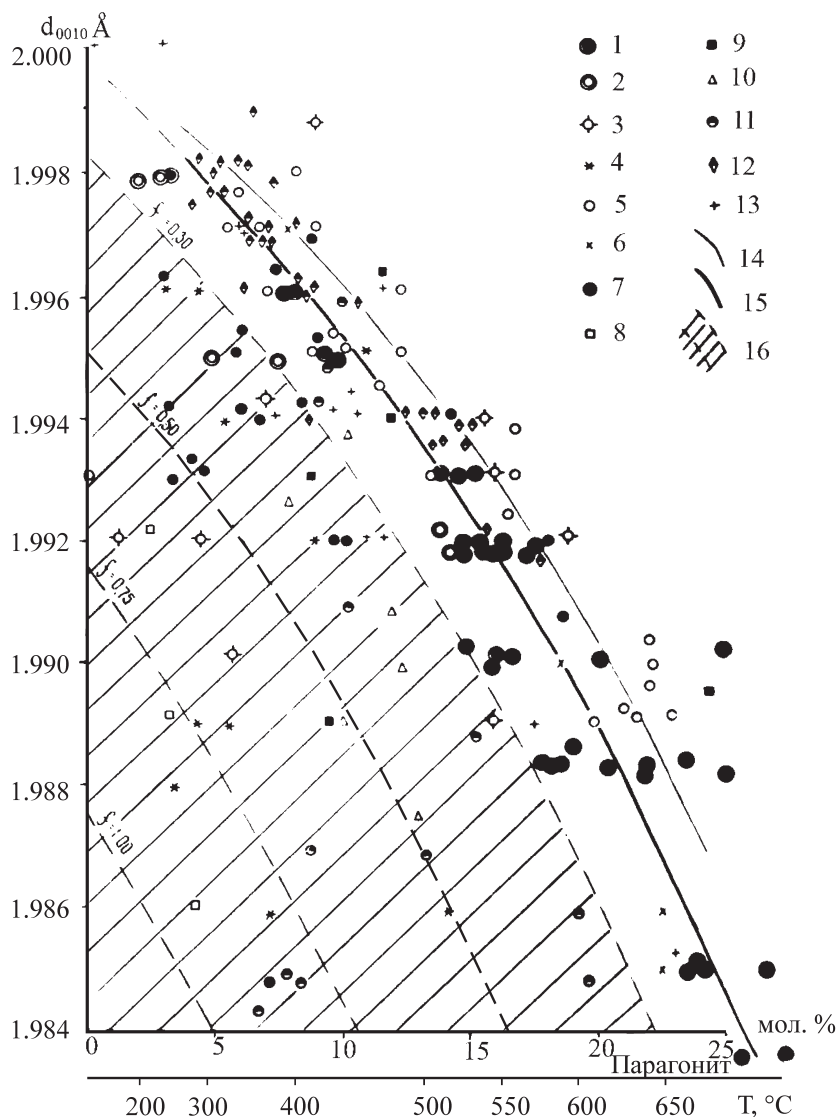


Рис. 4. Зависимость параметра d_{0010} от парагонитовой составляющей и температуры образования мусковитов (Огородников, 1993).

1–13 – анализы мусковитов различных авторов: 1 – $f = 0–0.25$ ф.е. (Огородников, 1993); 2 – $f = 0.25–0.5$ ф.е. (Огородников, 1993); 3 – (Соколова, 1966); 4 – Н. Е. Залашкова, Л. В. Сырицо (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 5 – (Котов и др., 1969); 6 – Zen, Albee (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 7 – С. Cipriani, F.P. Sassi (Cipriani et al., 1971); 8 – (Котов и др., 1969); 9 – McNamara (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 10 – Velde (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 11 – Evans, Guidotti (Cipriani et al., 1971); 12 – Ernst (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 13 – единичные анализы других авторов; 14 – кривая Н. В. Котова и др. (Котов и др., 1969); 15 – кривая $f = 0–0.25$ (Огородников, 1993); 16 – поле мусковитов с повышенным содержанием $f = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Li}$ ф.е. (проведены линии изосодержаний $f = 0.30, 0.50, 0.75, 1.0$ ф.е.).

Fig. 4. Dependence of d_{0010} parameter on paragonite component and the temperature of muscovites formation (Огородников, 1993).

1–13 – muscovites analyzes of various authors: 1 – $f = 0–0.25$ f.u. (Огородников, 1993); 2 – $f = 0.25–0.5$ f.u. (Огородников, 1993); 3 – E.P. Sokolova (Соколова, 1966); 4 – N.E. Zalashkova, L.V. Syritso (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 5 – N.V. Kotov (Котов и др., 1969); 6 – Zen, Albee (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 7 – С. Cipriani, F.P. Sassi (Cipriani et al., 1971); 8 – N.V. Kotov (Котов и др., 1969); 9 – McNamara (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 10 – Velde (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 11 – Evans, Guidotti (Cipriani et al., 1971); 12 – Ernst (Cipriani et al., 1971; Огородников, 1993); 13 – individual analyzes of other authors; 14 – curve of N.V. Kotov (Котов и др., 1969); 15 – curve $f = 0–0.25$ (Огородников, 1993); 16 – field of muscovites with a high content $f = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Li}$ f.u. (lines of iso-contents are made $f = 0.30, 0.50, 0.75, 1.0$ f.u.).

разуются метасоматиты березит-лиственитовой и кварц-серицитовых формаций. Причем вытянутость поля составов серицитов $2M_1$ вдоль изотерм (в ин-

тервале $T = 400–250^\circ\text{C}$ для метасоматитов стадии кислотного выщелачивания) обусловлена главным образом составом исходных пород, которые этот

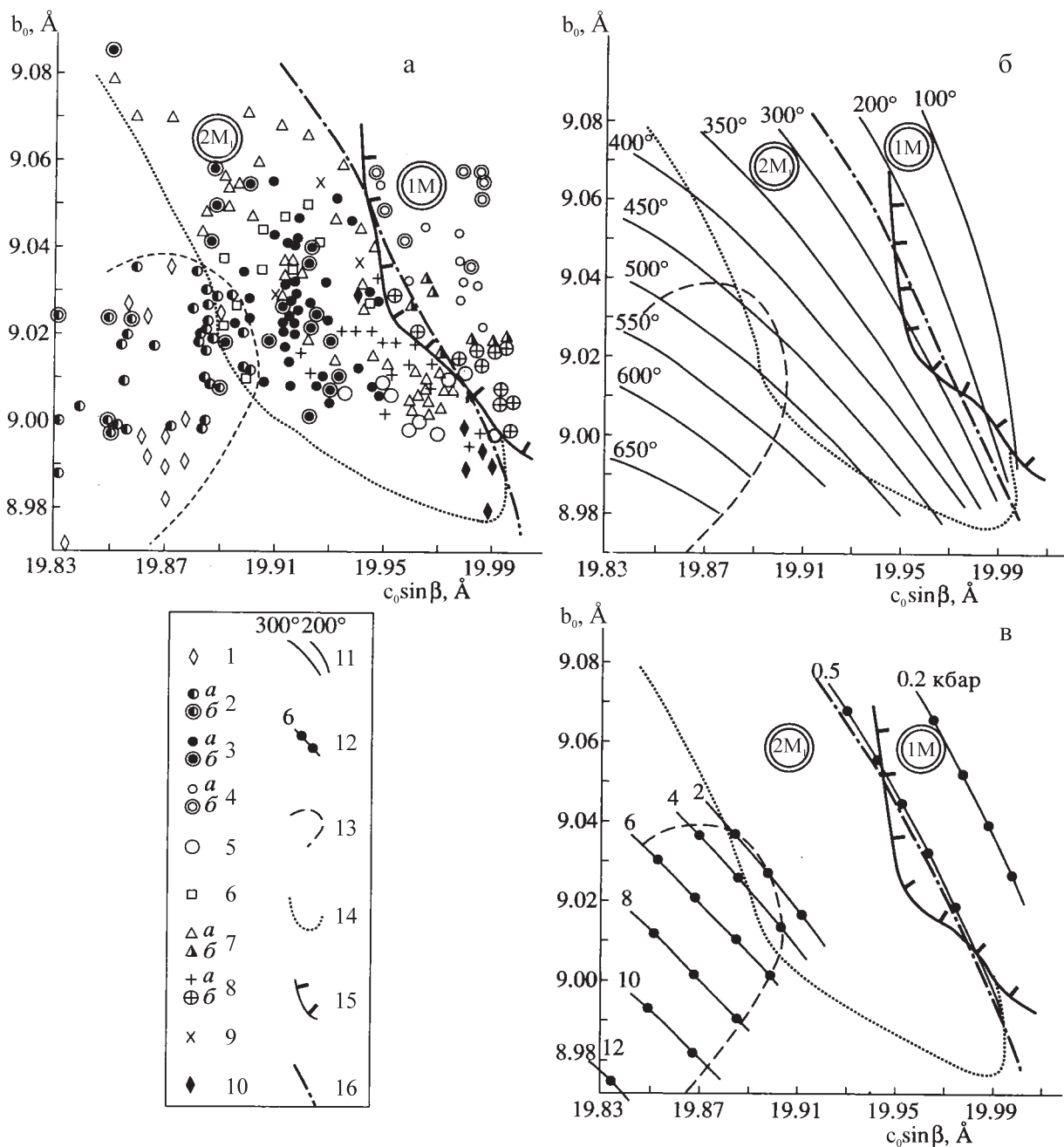


Рис. 5. Зависимость между параметрами кристаллической решетки светлых слюд из разных геологических образований (а), различающихся величинами температуры (б) и давления (в) при формировании. Составлен с использованием данных (Котов и др., 1969; Кориковский, 1973; Болтыров, Огородников, 1974; Огородников, 1993; Cipriani et al., 1971; и др.).

1 – фенгит из глаукофановых сланцев; 2 – то же, но из кварц-плагиоклаз-слюдистых метасоматитов Светлинского (а) и Астафьевского (б) месторождений горного хрусталя (Южный Урал); 3 – мусковит из березитов и кварц-слюдистых метасоматитов Светлинского (а) и Астафьевского (б) месторождения; 4 – серицит из хрусталеносных гнезд в кварцевых жилах Светлинского (а) и Астафьевского (б) месторождений; 5 – серициты из метаморфитов серицит-хлоритовой субфации; 6 – мусковит из слюдоносных пегматитов; 7 – мусковит из березитизированных-лиственитизированных пород уральских золоторудных месторождений (а) и серицит (сорудный) из золотосодержащих медноколчеданных месторождений Урала (б); 8 – мусковит из существенно слюдистых метасоматитов золоторудного месторождения Мурунтау (а) и серицит из сорудных кварц-слюдистых метасоматитов того же объекта (б); 9 – мусковит из альбит-кварц-слюдистых метасоматитов Гадгарского золоторудного месторождения (Средний Урал); 10 – серицит мусковитового типа из кварц-серицитовых метасоматитов Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал); 11 – изотермы; 12 – изобары; 13 – поле фенгитов (из высокобарических образований); 14 – поле мусковитов из метасоматитов стадии кислотного выщелачивания; 15 – поле серицитов стадии рудоотложения и хрусталеобразования; 16 – граница раздела мусковитов (2M1) и серицитов (1M).

Fig. 5. The relationship between the lattice parameters of light micas from various geological structures (a) distinguished by temperature (б) and pressure values (в) of formation. It is compiled using data (Котов и др., 1969; Кориковский, 1973; Болтыров, Огородников, 1974; Огородников, 1993; Cipriani et al., 1971; and others).

1 – phengite of glaucophane schists; 2 – the same, but from the plagioclase-quartz-mica metasomatites of Svetlinskoye (a) and Astafeyevskoye (б) deposits of rock crystal (the South Urals); 3 – muscovites from beresites and quartz-mica metasomatites of Svetlinskoye (a) and Astafeyevskoye (б) deposits; 4 – sericite of crystal-bearing nests in quartz veins Svetlinskoye (a) and Astafeyevskoye (б) deposits; 5 – sericites of metamorphites of sericite-chlorite subfacies; 6 – muscovite from mica-bearing pegmatites; 7 – muscovite of berezitized-listvenitized rocks of Urals gold ore deposits (a) and sericite (co-ore) from gold-containing copper pyrite deposits of the Urals (б); 8 – muscovite from substantially mica-containing metasomatites of Murantau gold deposit (a) and sericite from co-ore quartz-mica metasomatites in the same object (б); 9 – muscovite of albite-quartz-mica metasomatites of Gagarinskoye gold ore deposit (the Middle Urals); 10 – sericite of muskovite type from quartz-sericite metasomatites of Vorontsovskoye gold-ore deposit (the North Urals); 11 – isotherms; 12 – isobars; 13 – field of phengites (from high-pressure formations); 14 – field of muscovites from metasomatites of acid leaching stage; 15 – field of sericite of ore deposition and crystal formation stage; 16 – boundary of muscovites (2M1) and sericite (1M) interface.

минерал замещают (отмечена прямая корреляция между железистостью тех и других (Огородников, 1993)). Падение давления и (или) температуры в системе по вертикали или латерали должно приводить к появлению в указанных метасоматитах серицита 1М; это действительно свойственно разрезам метасоматически измененных пород, относящихся к березит-лиственитовой и кварц-серицитовым формациям (Омельяненко, 1978; Огородников, 1993; и др.). На рис. 5 хорошо просматривается конвергентность березитов-лиственитов. В первом случае (развитие березитов-лиственитов в составе кварц-серицитовой формации) это вызвано главным образом повышением давления в системе, а во втором (образование аргиллизитов в составе кварц-серицитовой формации) – преимущественно падением температуры.

Метасоматиты рудной (щелочной) стадии, по сравнению с таковыми стадии кислотного выщелачивания, образуются при более низких P - T параметрах. Это приводит к тому, что в них развивается серицит 1М (не 2М₁) или даже гидрослюда. В последнем случае окolorудные и сорудные метасоматиты относятся к разным формациям.

Подытоживая, укажем, что формационное расчленение окolorудных метасоматитов, содержащих светлые слюды (относящиеся к березит-лиственитовой, кварц-серицитовой и аргиллизитовой формациям) должно базироваться на результатах рентгеновской диагностики этих минералов.

Таким образом, параметры кристаллической решетки светлых слюд являются собой реперы развития гидротермально-метасоматического процесса и могут использоваться как индикаторы формационного расчленения около- и сорудных метасоматитов гидротермальных месторождений золота, горного хрусталя и др.

Работа выполнена в рамках Программ фундаментальных исследований № 14-23-24-27 Президиума РАН и Интеграционного проекта “Развитие минерально-сырьевой базы России...”, руководитель проекта академик РАН В.А. Коротеев, и Президиума УрО РАН № 15-11-5-17. Кроме того, иссле-

дования частично финансировались по госзаданию ФАНО по теме 0393-2014-0022 “Геохимические факторы зарождения и эволюции эндогенных рудогенерирующих систем складчатых областей”, руководитель докт. геол.-мин. наук В.Н. Огородников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Болтыров В.Б., Огородников В.Н. (1974) Использование мусковита метасоматических пород в геологической термо- и барометрии. *Геология метаморфических комплексов. Тр. СГИ. Вып. 108.* Свердловск, 75-85.
- Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. (1979) Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 296 с.
- Кориковский С.П. (1973) Изменение состава мусковит-фенгитовых слюд при метаморфизме. *Фазовые равновесия и процессы минералообразования.* М.: Наука, 71-94.
- Котов Н.В., Милькевич Р.И., Турченко С.И. (1969) Палеотермометрия мусковитсодержащих метаморфических пород по данным рентгеновского и химического изучения мусковита. *Докл. АН СССР.* 184(5), 46-57.
- Михеев В.И. (1954) Влияние изоморфного замещения в слюдах на характер дебаграмм. *Минерал. сб. Львов. геол. об-ва. № 8.* Львов, 46-68.
- Огородников В.Н. (1993) Закономерности размещения и условия образования кварцево-жильных хрусталеносных и золоторудных месторождений Урала. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург: УГИ, 367 с.
- Омельяненко Б.И. (1978) Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 215 с.
- Попов А.А. (1975) К геохимии мусковита. *Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов.* М.: Наука, 237-254.
- Соколова Е.П. (1966) О рентгенометрическом изучении минералов группы слюд. *Рентгенография минерального сырья. Вып. 5.* М.: Госгеолтехиздат, 106-122.
- Шмакин Б.М. Мусковитовые и редкометалло-мусковитовые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.
- Cipriani C., Sassi F.P., Scolari A. (1971) Metamorphic White Micas; Definition of Paragenetic Fields. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* 51, 259-302.
- Jiyama J.T. (1964) Etude des reaction d'echange d'ions Na-K dans la serie muscovite-paragonite. *Bull. Soc. France.*

Mineral. Cristal. **87**(4).

Maxwell D.T., Hower J. (1967) High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian

Belt Series. *Amer. Mineral.* **52**(5-6).

Yoder H.S., Eugster H.P. (1955) The Joni muscovite-paragonite. Carnegie Inst. Wash. *Ycarb0ok.* **55**, 225-280.

Рецензент В.В. Масленников

Muscovites genetic types of gold ore and crystal-bearing deposits of the Urals

V. N. Ogorodnikov, V. V. Babenko, Yu. A. Polenov, A. N. Savichev

Ural State Mining University

Mica of muscovite-fengite series are ones of the most important rock-forming minerals of metamorphic and metasomatic rocks in various metallic and nonmetallic deposits. The temperature and pressure significantly affects their composition, determining the content of fengite and paragonite molecules. At present many important regularities of changes in composition of muscovite-phengites are revealed in different parageneses of metamorphic rocks under the influence of temperature and pressure. Increasing of Al^{IV} at higher temperatures is now the general rule for the majority of silicates of metamorphic rocks. The effect of pressure has the inverse effect – fengites is increased and the alumina content is decreased. High-pressure parageneses are located in the field of phengites and ferrifengites. It is shown the possibility to determine the temperature and pressure of metasomatic rocks formation using data on chemical composition of muscovite and X-ray data.

Key words: *muscovite ferrimuskovites, phengites, pegmatites, metasomatic rocks, quartz veins.*